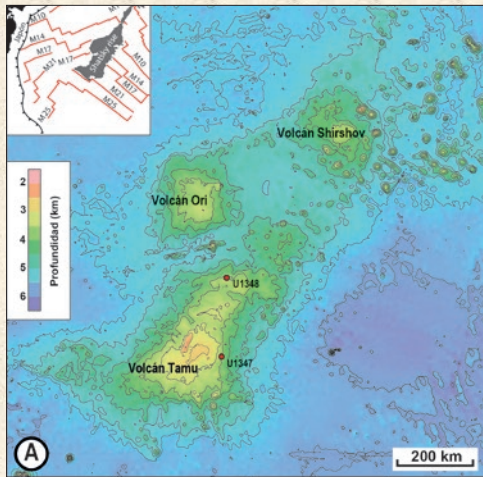


LA GEOLOGÍA ES NOTICIA



Descubrimiento de un volcán en escudo gigante en el océano Pacífico

¿QUEDAN AÚN ENIGMAS EN EL MARCO DE LA TECTÓNICA DE PLACAS POR DESCUBRIR?

F.J. Pérez-Torrado, A. Rodríguez-González, J.C. Carracedo y J.L. Fernández-Turiel (pag. 216)

PAKISTÁN, 25S:

Terremotos, nuevas islas y volcanes de fango



Carolina Pérez-García

(pag. 219)

Las espectaculares grietas de Puerto Lumbreras

Joaquín Mulas de la Peña (pag. 223)



Descubrimiento de un volcán en escudo gigante en el océano Pacífico.

¿QUEDAN AÚN ENIGMAS EN EL MARCO DE LA TECTÓNICA DE PLACAS POR DESCUBRIR?

F.J. PÉREZ-TORRADO¹,
A. RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ¹,
J.C. CARRACEDO¹
J.L. FERNÁNDEZ-TURIEL²

¹Dpto. de Física (Grupo investigación GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

²Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Barcelona

La aparición de un artículo científico³ en la prestigiosa revista *Nature Geoscience* en septiembre de este año 2013 sobre la existencia de un gigantesco edificio volcánico en escudo oculto bajo las aguas del Océano Pacífico, ha disparado la curiosidad en los medios de comunicación de todo el mundo. La comparación que los autores de ese artículo hacen con el volcán más grande conocido hasta la fecha en todo el Sistema Solar, el Olympus Mons o Monte Olimpo en Marte, abre un nuevo debate sobre los mecanismos que operan en la generación de grandes provincias magmáticas en la Tierra. Pero antes de

³ Sager, W.W., Zhang, J., Korenaga, J., Sano, T., Koppers, A.A.P., Widdowson, M. y Mahoney, J.J. (2013). An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, north-west Pacific Ocean. *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/NGEO1934

entrar de lleno en la aportación de este artículo es conveniente repasar una serie de conceptos.

a) Las dorsales oceánicas representan las estructuras volcánicas más gigantescas de todo el planeta, de hecho no tienen parangón con ninguna otra estructura geológica. Con anchuras de 3.000 a 4.000 km, alturas de 2.000 a 4.000 m (desde las llanuras abisales hasta unos 2.000 m sobre el nivel de mar, como en Islandia) y recorrido sinuoso a lo largo de más de 70.000 km por todas las cuencas oceánicas del planeta, no se conocen, hasta la fecha, equivalentes en el resto de planetas interiores (conocidos como terrestres) del Sistema Solar. Este hecho conlleva a pensar en la ausencia de Tectónica de Placas para Mercurio, Marte, Venus o la Luna, es decir, nuestro planeta es geológicamente mucho más activo, ha sabido gestionar mejor su calor interno, motor en última instancia, junto con la gravedad, de la Tectónica de Placas.

b) Las dorsales oceánicas representan, además, el emplazamiento donde se forma la litosfera oceánica. Dicho de otro modo, las dorsales oceánicas son la mayor fuente de producción de magma (más del 60%) de todo el planeta. Esta producción magmática ocurre de forma continua a lo largo del tiempo, en tasas regulares.

c) Las grandes provincias ígneas (denominadas en inglés como flood basalt provinces o Large Igneous Provinces –LIPs-) representan extensas regiones de la Tierra, tanto continentales como oceánicas, donde se concentran enormes volúmenes (típicamente entre $1-2 \times 10^6$ km³) de rocas ígneas, principalmente lavas basálticas, emitidas en cortos periodos de tiempo geológico (cientos de miles a pocos millones de años). Forman estructuras amesetadas (conocidas como traps y plateaux) de suaves pendientes en las que el apilamiento lávico es el rasgo geológico más distinguible, con lavas individuales de hasta centenas de metros de potencia que pueden seguirse a lo largo de centenas de kilómetros. La ubicación de las LIPs no tiene por qué guardar una relación directa con los bordes de las placas tectónicas.

d) El origen de las LIPs permanece aún poco claro, siendo objeto de un amplio debate en la comunidad científica. De hecho, existe una comisión internacional (Large Igneous Provinces Commission) encargada a tal efecto, en cuya página web (www.largeigneousprovinces.org) puede encontrarse amplia información sobre estas interesantes formaciones geológicas. Aunque, como hemos comentado, el debate sobre el origen de las LIPs permanece abierto, parece existir cierto

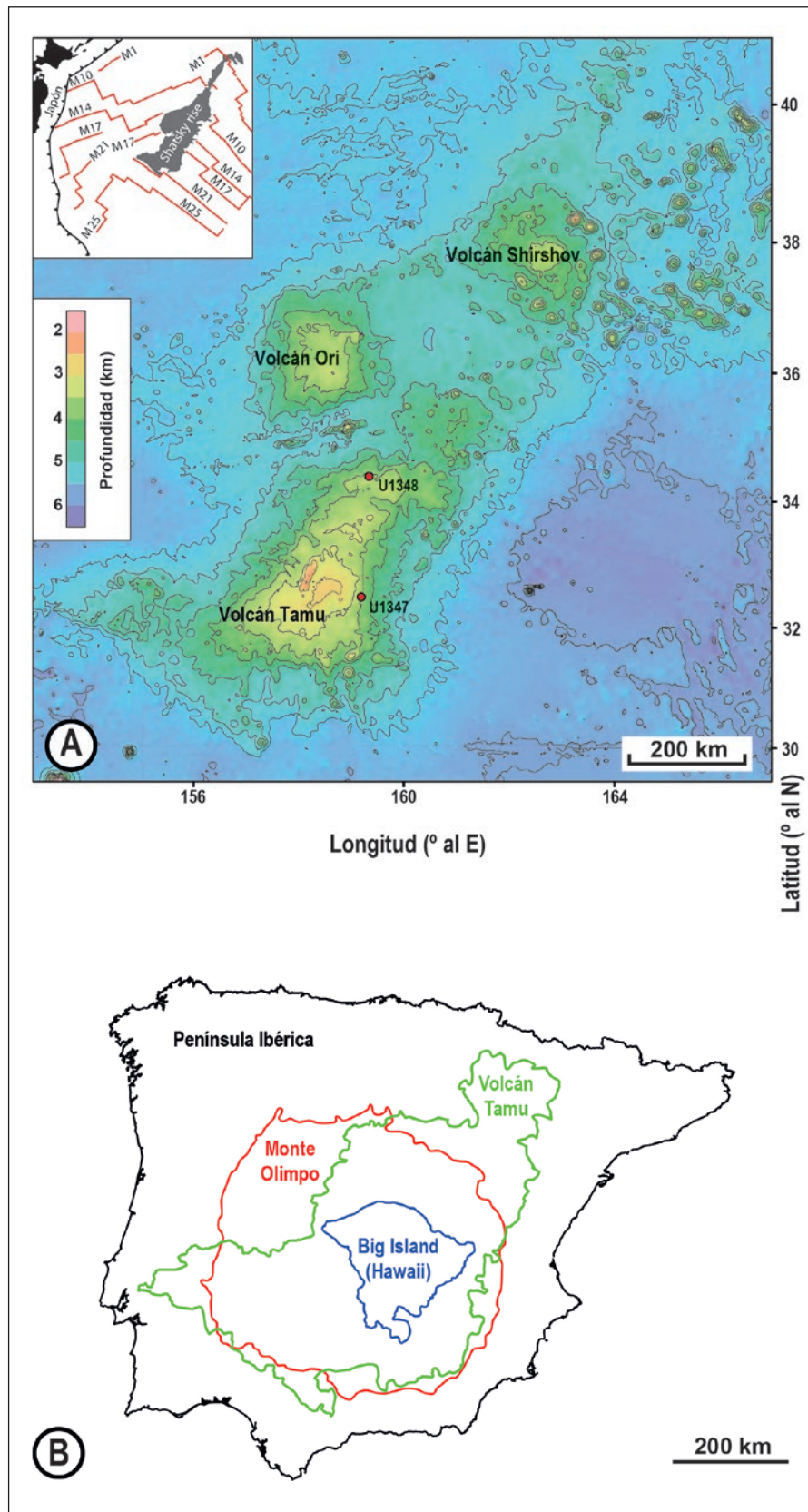


Fig. 1. Localización de LIP Shatsky dentro de la que se encuentra el volcán en escudo gigante Tamu. A) Mapa batimétrico y localización de los sondeos del ODP en el volcán Tamu. En el recuadro superior izquierdo, mapa de lineamientos magnéticos de la corteza oceánica circundante y de la fosa de subducción (modificado de Sager et al., 2013). B) Comparación del tamaño del volcán gigante descubierto (Tamu) con el mayor conocido hasta la fecha en el Sistema Solar (el Olympus Mons o Monte Olimpo de Marte) y la isla de Hawaii (contorno de la isla a nivel abisal) donde se localiza el volcán Mauna Loa, considerado el volcán subaéreo más grande de nuestro planeta. A modo de escala visual se comparan los tamaños de estos gigantes con la Península Ibérica.

consenso en dos importantes aspectos: i) la causa fundamental para muchas de esas provincias es el impacto en la base de la litosfera de la “cabeza” de grandes plumas o penachos mantélicos; ii) la formación de las LIPs supone importantes efectos climáticos, incluso a escala global, y pueden ser el origen de grandes extinciones masivas. Así, es notoria la cercanía en edad del trap siberiano con el límite Permo-Trias, donde se gestó la mayor extinción masiva conocida en la historia geológica de la Tierra, o la del trap del Deccan, en la India, con el límite Mesozoico-Cenozoico en el que tuvo lugar la extinción masiva de los dinosaurios. El equipo científico responsable del artículo sobre el volcán en escudo gigante lleva trabajando más de 20 años en una LIP oceánica conocida como Shatsky Rise⁴, en el NO del Océano Pacífico, a unos 1600 km al ESE de Japón (ver recuadro interno de la Figura 1A). Forma una meseta alargada en dirección NE que cubre una superficie de unos $4,8 \times 10^5$ km² (equivalente a la de Japón o California, según comparan los autores) y supone un volumen de rocas magmáticas de unos $2,5 \times 10^6$ km³, lo que la convierte en una de las LIPs más grandes de la Tierra. Uno de los aspectos geológicos más interesantes de Shatsky es su estrecha relación con una unión triple formada en la corteza oceánica sobre la que se asienta. Esta unión triple, del tipo rift-rift-rift, observable por la disposición de las bandas de anomalías magnéticas en la corteza oceánica (ver Figura 1A), se produjo a finales del Jurásico, inicio del Cretácico (alrededor de los 145 m.a.).

Cuando estudian con detalle la anatomía de esta meseta oceánica, empleando técnicas de sonar de barrido para ver su morfología externa y técnicas sísmicas para ver su estructura interna, los autores del trabajo llegan a la conclusión de que está formada por tres edificios centrales en forma de escudo que denominan Tamu, Ori y Shirshov (ver Figura 1A).

⁴ Rise significa elevación y puede traducirse como meseta

El volcán Tamu (bautizado así por los autores en honor a las iniciales de Texas A&M University, la universidad a la que pertenecen la mayoría de ellos) se localiza en el extremo SO de la lineación y es el más antiguo de los tres volcanes, con una edad de $144,6 \pm 0,8$ m.a, es decir, muy cercana a la de la corteza oceánica sobre la que se apoya. Presenta una morfología cupuliforme estirada en dirección NE (la misma que la del conjunto de la meseta Shatsky) que se eleva unos 3.000 m sobre el fondo oceánico circundante, cubriendo un área de unos $3,1 \times 10^5$ km², lo que supone, sin lugar a dudas, el volcán en escudo más grande de la Tierra y comparable al Monte Olimpo en Marte. El mayor volcán en escudo conocido hasta la fecha en nuestro planeta, el Mauna Loa en Hawaii supone solamente un 2% del total de su superficie. De hecho, toda la isla de Hawaii, conocida como Big Island, tanto en su parte emergida como sumergida, formada por la yuxtaposición de 5 volcanes en escudo, uno de ellos el Mauna Loa, supone una superficie alrededor del 15% de la del volcán Tamu (Figura 1B). Otros rasgos morfológicos del volcán Tamu son sus flancos de suaves pendientes, entre 0,2° a 1,5°, y una cima coronada con una caldera elíptica de unos 3-5 km de diámetro y 55-170 m de profundidad.

A lo largo de la expedición 324⁵ del programa Ocean Drilling Program (ODP) realizada en los meses de septiembre a noviembre del 2009, se llevaron a cabo 5 perforaciones a lo largo de toda esta meseta submarina, de las que 2 de ellas (denominadas U1347 y U1348) penetraron en el volcán Tamu. Los testigos de estos sondeos mostraron el predominio de lavas masivas sobre lavas con estructuras almohadilladas, indicativo de tasas eruptivas muy elevadas, bajas viscosidades y aislamiento térmico muy eficaz que permite a estas lavas recorrer grandes distancias

5 Los documentos científicos de esta expedición del ODP pueden consultarse en la siguiente dirección de internet: http://publications.iodp.org/preliminary_report/324/

(decenas de km) y, en consecuencia, formar flancos muy anchos y de suaves pendientes. Hay que destacar que los sondeos apenas penetraron unos 50 a 175 m en la estructura volcánica del edificio (los primeros 80 a 100 m son la cobertera sedimentaria acumulada a lo largo de los millones de años después del cese de la actividad volcánica del edificio) y, como bien apuntan los autores, solo suponen una pequeña visión de un edificio cuyas raíces se hunden en la litosfera hasta unos 30 km debido a la subsidencia que causa su peso.

En definitiva, todas las evidencias apuntan a la formación de un gigantesco volcán en escudo en muy breve lapso de tiempo (alrededor de 1-2 m.a.) sobre una litosfera oceánica joven en ese momento y con una estructura de unión triple. Pero, ¿qué hace a este gigante volcánico tan especial?. El Monte Olimpo en Marte, con una superficie similar, se eleva unos 20 km. La explicación de este fenómeno reside en una litosfera vieja y gruesa capaz de sustentarlo sin hundirse significativamente y una ausencia de tectónica de placas que permite a un punto caliente provocar erupciones en un mismo punto del espacio durante dilatados lapsos de tiempo (decenas de m.a.). Esta última premisa, aceptada para Marte, no puede ser considerada en nuestro planeta, donde la Tectónica de Placas viene funcionando a un gran ritmo desde hace, al menos, 2.500 m.a. Un gran punto caliente perforando una placa oceánica generaría un rosario de islas y montes submarinos, como ocurre en Hawaii o en las Islas Canarias. Por otro lado, en los LIPs continentales la presencia de abundantes enjambres de diques en casi todos ellos apuntan a erupciones de carácter fisural, incapaces de formar un edificio central.

Según los autores de este trabajo, en la meseta Shatsky se dan dos coincidencias: una estructura de unión triple tipo rift-rift-rift en una litosfera oceánica joven en ese momento geológico y el ascenso de un penacho mantélico capaz de aprovecharse de esta estructura. Esto

provocaría pulsos eruptivos breves y muy voluminosos que ascenderían a favor de las fracturas del punto triple, dando lugar al gigantesco volcán en escudo de Tamu. Según pasaba el tiempo y la Placa Pacífica se desplazaba hacia el N-NNE, la actividad del punto caliente disminuía (la “cabeza” del penacho mantélico habría descargado y seguiría entonces su “cola”) y se formaban los otros dos volcanes en escudo, Orif y Shirshov, ya de mucha menor envergadura.

Una coincidencia parecida ocurre en Islandia, donde la actividad de un punto caliente coincide con el trazado de la dorsal Atlántica, lo que confiere a esta isla volcánica unos rasgos muy peculiares. Pero como la configuración tectónica que aprovecha el punto caliente no es la de un punto triple, sino es lineal coincidente con el eje de la dorsal Atlántica, no pueden formarse volcanes centrales equivalentes a los de la meseta Shatsky.

A modo de conclusión puede decirse que, a la luz de los resultados obtenidos por este equipo de investigadores durante más de 20 años, siguen existiendo numerosas dudas en la forma en que opera la Tectónica de Placas en la Tierra que deberán seguir siendo investigadas. En este sentido, un artículo publicado en el último número de esta revista⁶ bajo el título “Astenosfera: ser o no ser” pone el dedo en la llaga de otro concepto básico en Tectónica de Placas aún no suficientemente bien conocido y ampliamente debatido. En consecuencia, a la pregunta que planteábamos en el título de esta noticia, ¿quedan aún enigmas en el marco de la tectónica de placas por descubrir?, la respuesta es un rotundo SI ... Estas preguntas y estos descubrimientos son ley de vida en las Ciencias y su única manera de avanzar. ●

6 Fernández, C.; Alonso Chaves, F.M. y Anguita, F. (2013): *Astenosfera: ser o no ser. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21-1: 2-15.

PAKISTÁN, 25S:

Terremotos, nuevas islas y volcanes de fango

CAROLINA PÉREZ-GARCÍA

AGR Petroleum Services, Karenslyst Allé 24,
N-0213 Oslo, Noruega.
carolina.perez-garcia@agr-ps.com

El pasado martes 25 de septiembre, un terremoto de magnitud 7.8 en la escala de Richter se registró en la provincia de Baluchistán (Pakistán). Además de causar la muerte a más de 260 personas y la evacuación de otras miles, fue el responsable de la aparición de una pequeña isla a 600 m de la costa oeste pakistaní, a 400 m del epicentro del terremoto (Fig. 1).

La nueva isla oval presenta unas dimensiones de aproximadamente 21 m de alto, 91 m de ancho y 37 m de largo y se ha convertido en una curiosidad a nivel mundial. Los lugareños no han dudado en visitar la isla, observando grandes cantidades de peces y pulpos muertos en su superficie (Fig. 1). El material litológico que forma la isla consiste principalmente en fango, aunque aún no existe ningún informe científico definitivo que especifique su naturaleza. Acompañando la extrusión de fango, también se observaron expulsiones de gases (probablemente metano). Los primeros indicios apuntan a que, probablemente, la isla es un volcán de fango emergido en el fondo marino como resultado de la migración de sedimento - previamente sometido a sobrepresión - a través de las nuevas fracturas generadas por el terremoto.

No es la primera vez que estos volcanes de fango aparecen en el territorio y la plataforma continental de Pakistán (Delisle, 2005). Los primeros volcanes de fango descritos en el país se remontan al año 1840, localizados

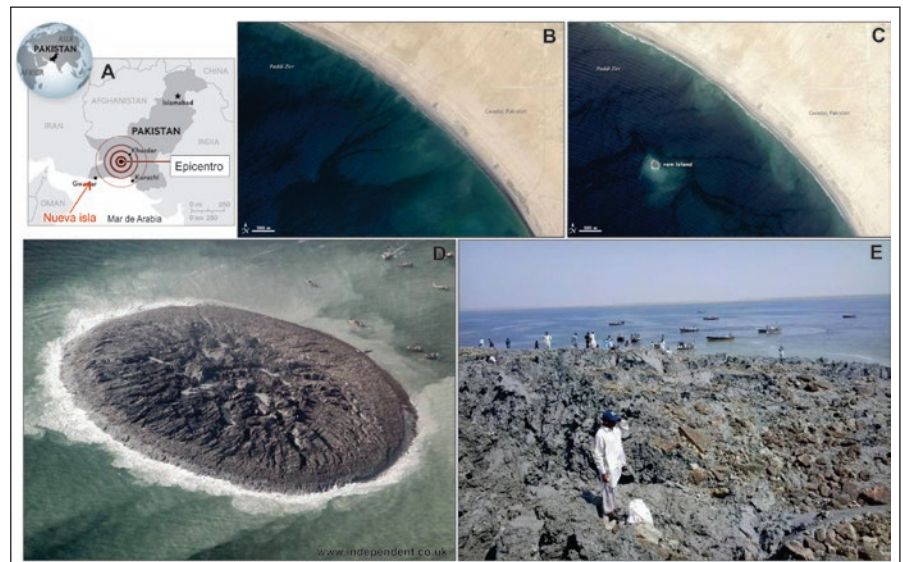


Fig. 1. Imágenes de la nueva isla en la costa de Pakistán. a) Localización del epicentro del terremoto respecto de la nueva isla. b y c) imágenes de satélite antes y después del terremoto, respectivamente. d y e) fotografías de la superficie de la isla. Imágenes de www.independent.co.uk.

en el área de Chandra Gup. El volcán de fango más grande del grupo, denominado Chandra Gup I (Fig. 2), tiene forma cónica y presenta un lago de fango en su cráter en el cuál se observa exhalación de gas metano con una periodicidad semanal, aunque sigue sin estar totalmente definida. En 1945, tras un terremoto de magnitud 8.2, aparecieron numerosos volcanes de fango emergidos en la costa pakistaní de Makran, a modo de islas. Más recientemente, un terremoto en 2011 también generó un volcán de fango emergido en la costa. El volcán desapareció uno o dos meses después debido a los monzones que atacan Pakistán y el efecto "limpiado" de las grandes olas que éstos generan.

¿Qué es un volcán de fango?

Un volcán de fango (también denominado volcán de lodo) es la expresión superficial de una erupción o

expulsión de fango del subsuelo. Los volcanes de fango constituyen unas de las estructuras sedimentarias más dinámicas e inestables del mundo y han desconcertado a la comunidad científica durante más de dos siglos. Han sido descritos a escala global, en tierra y océanos y en diferentes regímenes tectónicos, aunque son más comunes en áreas donde el régimen tectónico es compresivo. La morfología superficial más típica de un volcán de fango corresponde con la de un cono con un cráter en su cima y sus dimensiones pueden variar desde decenas de metros a varios kilómetros de diámetro y varios cientos de metros de altura. La morfología superficial y dimensiones de los volcanes de fango varían dependiendo de la viscosidad, densidad y tamaño del material litológico expulsado, la naturaleza y frecuencia de las extrusiones, y del volumen de material y

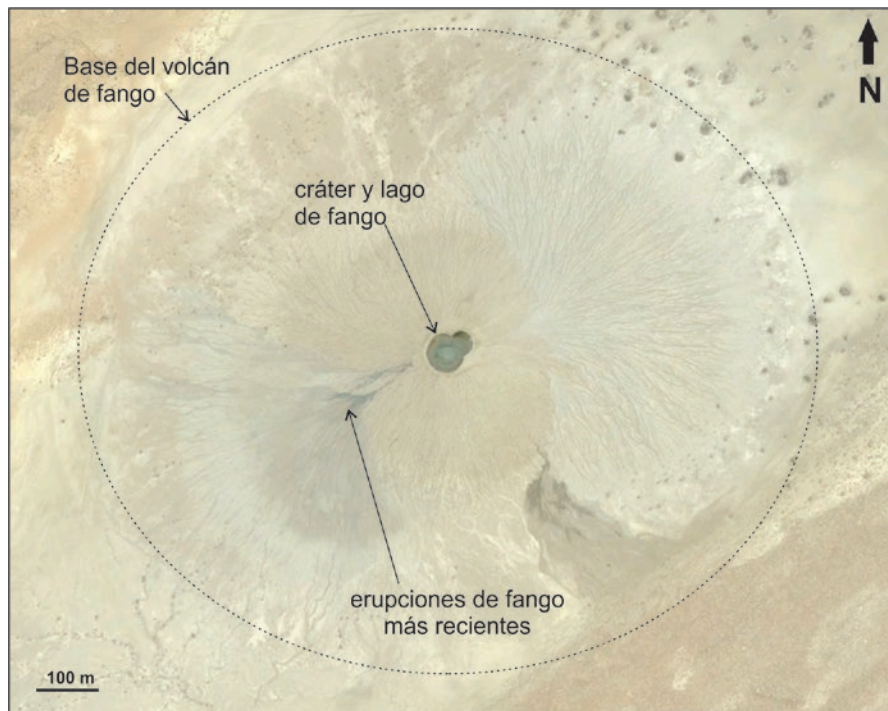


Fig. 2. Imagen satélite de uno de los volcanes de fango más grandes en el territorio pakistani, denominado Chandra Gup I. El volcán presenta la típica morfología superficial en cono y con un cráter en su cima, ocupado por un lago de fango. Las erupciones más recientes de este volcán pueden ser observadas en la parte suroeste del cono. Imagen de Google Earth.

crear su propia biomasa, reduciendo drásticamente la cantidad de metano que se expulsa al océano y a la atmósfera. La estimación del número de volcanes de fango existentes en el mundo y el análisis de su dinámica es crucial para proteger los ecosistemas asociados a estos volcanes y valorar cómo contribuyen sus emisiones al ciclo de carbono total.

¿Cómo se originan?

La dinámica de los volcanes de fango se corresponde con eventos de movilización de fluido y sedimento. La movilización de fluido y sedimento se origina generalmente mediante el establecimiento de un gradiente de presión vertical (o gradiente hidrostático) anómalo en el fluido que contiene el subsuelo, frecuentemente causado por un agente geológico externo. A este gradiente anómalo en la fase fluida del sedimento se le denomina sobrepresión. En el proceso general de compactación, el sedimento depositado pierde los fluidos internos de forma paulatina, manteniendo el gradiente hidrostático vertical en el subsuelo, que normalmente incrementa con la profundidad. Cuando este gradiente hidrostático no puede mantenerse en algún nivel geológico en el subsuelo, se produce sobrepresión de la fase fluida de estos sedimentos. Por ejemplo, la sobrepresión ocurre en el caso de un deslizamiento de tierra. Cuando una gran masa de sedimentos se deposita rápidamente encima de sedimentos no compactados, el fluido presente en los sedimentos no compactados no se drena tan rápido como debería para reestablecer el equilibrio hidrostático tras el deslizamiento. En esta situación, la fase fluida soporta el peso adicional que supone el deslizamiento, sobrepresurizándose. Una vez que la fase fluida del sedimento está sobrepresurizada, el sedimento puede desestabilizarse e incluirse en la mezcla para después movilizarse, generalmente a lo largo de fracturas. En volcanes de fango, debido al pequeño tamaño de grano del sedimento en extrusión, el proceso principal de movilización de sedimento es la fluidificación. En el proceso de fluidificación, los granos de sedimento pierden su cohesión

tipo de fluidos en extrusión (Kopf y Berhmann, 2000). Los ejemplos de los volcanes de fangos más grandes descritos se encuentran en el rango de los 300 y 400 m de altura y más de 4 km de diámetro, presentando morfología elongada y/o circular (Judd y Hovland, 2007). En perfiles sísmicos de reflexión, la estructura interna de estos volcanes se denomina de “árbol de navidad” debido a la similitud de éste con la morfología de la masa caótica observada en los perfiles sísmicos (el volcán), cuyas “ramas” solapan distintos niveles litológicos del subsuelo. Cada una de las “ramas” del árbol de navidad representa una expulsión de fango del volcán (Figs 3 y 4a).

El material expulsado por los volcanes de fango se compone de sedimentos (componentes sólidos), fluidos y gases. Los componentes sólidos junto con los fluidos generalmente adoptan la forma de una especie de fango líquido que se conoce con el nombre de “brecha de fango”. La brecha de fango está compuesta de sedimento de distinto tamaño de grano que puede variar desde granos de dimensiones milimétricas hasta rocas de pequeño tamaño. Estos

componentes sólidos provienen de distintos niveles litológicos o “capas” del subsuelo. El origen de los fluidos expulsados por los volcanes de fango puede relacionarse tanto con acuíferos en el subsuelo cercanos al origen del volcán de fango, como con procesos geoquímicos, tales como la deshidratación de minerales de la arcilla debido a diagénesis. Los gases expulsados por los volcanes de fango son principalmente hidrocarburos -metano en su mayoría- provenientes de dos orígenes distintos: biogénico -producido por bacterias metanogénicas a pocos metros de la superficie- y/o termogénico -como producto de la descomposición de la materia orgánica acumulada a gran profundidad. La emisión natural de metano es un aporte añadido a las emisiones globales de gases de efecto invernadero a la atmósfera y el océano, siendo su efecto 20 veces más perjudicial que la emisión de dióxido de carbono. Tanto en el océano como en tierra, los volcanes de fango albergan ecosistemas dependientes de metano para reproducirse. Entre estos organismos, las bacterias metano-reductoras tienen la capacidad de sintetizar el metano expulsado por un volcán de fango para

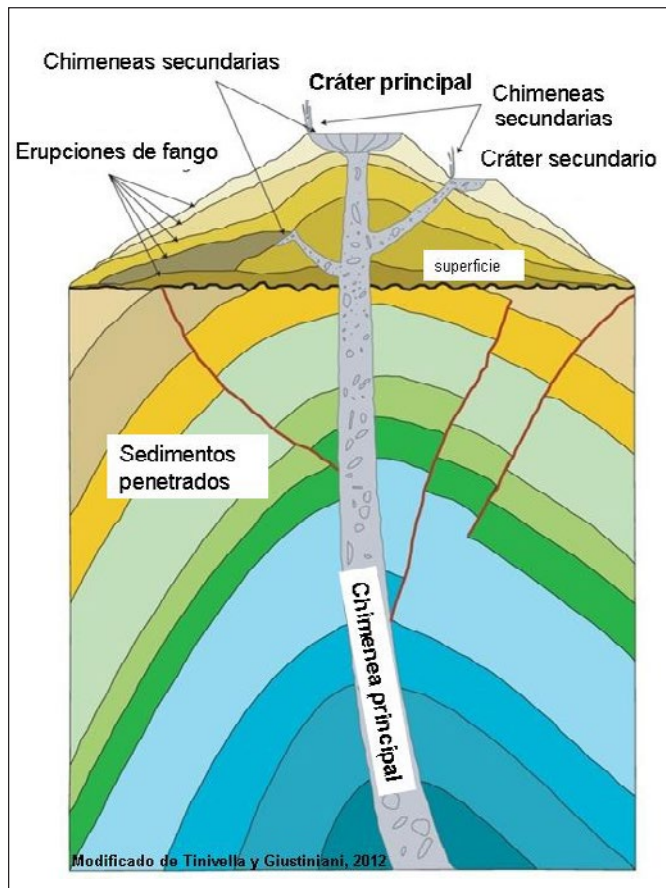


Fig. 3. Modelo básico de la morfología superficial e interna de un volcán de fango. Modificado de Tinivella y Giustiniani (2012).

debido al flujo de los fluidos sobrepresurizados en el interior de los poros del sedimento. Así, el sedimento se incorpora al fluido sobrepresurizado, y esta combinación de fluido y sedimento busca fracturas por donde migrar y liberar su sobrepresión. Cuando este material fluido se expulsa a la superficie, se crea un volcán de fango.

Los procesos externos desencadenantes de la fluidificación de sedimentos no consolidados que pueden formar volcanes de fango son: los deslizamientos del terreno, los cambios eustáticos o del nivel del mar, la disociación de gases hidratados, la generación de hidrocarburos, los procesos tectónicos (generación de fallas o fracturas y subducción) y los terremotos. En el caso del volcán de fango generado en septiembre en la costa pakistaní, el agente desencadenante de la migración de sedimento fue un terremoto. La hipótesis sobre la formación del volcán de fango consiste en que el material del subsuelo

podría encontrarse sobrepresurizado debido a la existencia de un régimen tectónico compresivo. El terremoto, producido probablemente por la subducción de la placa del mar de Arabia respecto a la placa euroasiática, produjo nuevas fallas y/o la apertura de fallas antiguas, anteriormente selladas. Las aperturas repentinas de fallas constituyeron nuevas vías por las que el material fluidificado pudo migrar, reduciéndose así la sobrepresión a la que estaban sometidos, y generando un volcán de fango una vez alcanzada la superficie del subsuelo marino. Las erupciones sucesivas de fango proveniente del volcán se apilaron en forma de cono, emergiendo éste a superficie del mar a modo de isla.

Otros ejemplos

Los volcanes de fango son muy frecuentes en emplazamientos con condiciones geológicas similares a

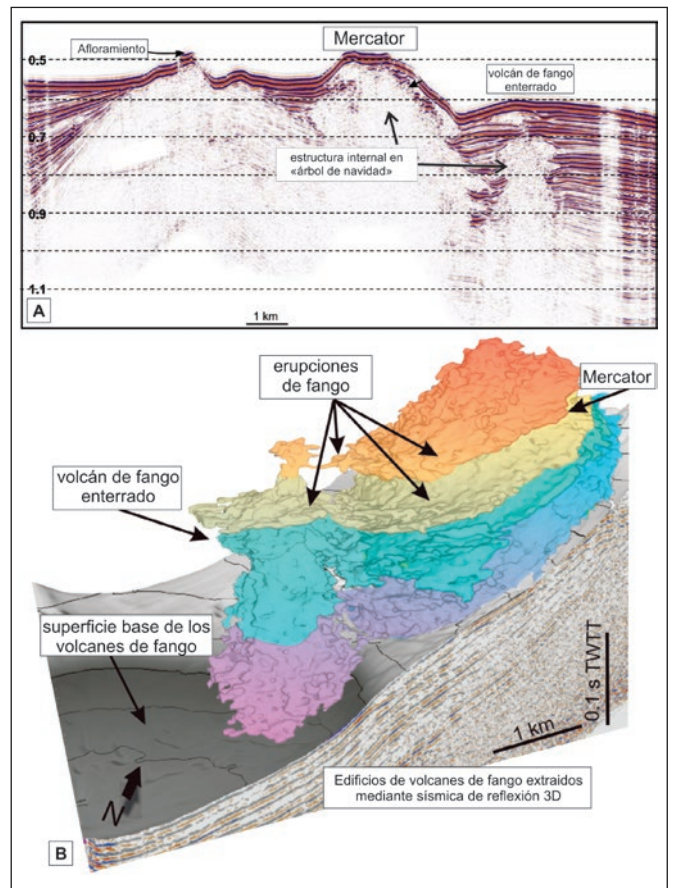


Fig. 4. Estructura interna del volcán de fango Mercator, Localizado en el margen marroquí del Golfo de Cádiz. a) Perfil de sísmica de reflexión en el que se observan dos estructuras caóticas con forma de árbol de navidad, una enterrada, y una con forma cónica en superficie, correspondiente al volcán de fango Mercator. b) Volumen de fango tridimensional que forma el árbol de navidad, extraído de la sísmica de reflexión 3D. Cada uno de los colores de los edificios de fango o árboles de navidad representa una generación de expulsión de fango desde los volcanes. Modificado de Pérez-García et al. (2011).

las de Pakistán. Un ejemplo más cercano de margen activo es el Golfo de Cádiz. Aunque hoy en día la actividad tectónica y sísmica del Golfo de Cádiz no es tan marcada como en el margen pakistaní, la presencia de decenas de volcanes de fango (Medialdea et al., 2009) atestiguan períodos de intensa actividad geológica, probablemente en la que se registraban terremotos frecuentes. Uno de estos volcanes es el volcán de fango Mercator (Figs. 3 y 4). El Mercator se localiza en el margen marroquí del Golfo de Cádiz y junto con otros siete volcanes de fango forman un grupo de volcanes denominados El Arraiche, por su cercanía a la costa de la ciudad de Larrache. Este volcán presenta la típica forma cónica en superficie y de árbol de navidad en su parte interna (Fig. 4) (Perez-García et al., 2011). Otro ejemplo de volcán de fango en zonas de compresión geológica es

Lusi, localizado en la Isla de Java (Fig. 5) (Mazzini et al., 2009). El volcán Lusi se localiza en una zona de transpresión (o de desplazamiento lateral de dos placas) y se reactivó dos días después de que un terremoto azotara a la isla de Java en mayo de 2006. Los estudios existentes sobre la dinámica y el origen de Lusi postulan que el volcán de fango probablemente se reactivó gracias a que la transpresión tectónica favorece la fluidificación de sedimento, que migró a superficie como resultado del terremoto.

Consideraciones finales

El volcán de fango emergido en la costa pakistaní es la consecuencia de la expulsión de sedimento fluidificado en la superficie del océano. La existencia de un régimen tectónico compresivo y una alta actividad sísmica favorecieron la sobrepresión de sedimento en el subsuelo y su posterior migración hacia la superficie. La aparición de este volcán de fango no es un evento único y aislado en el mundo, sino que son estructuras muy frecuentes en márgenes compresivos. Los volcanes de fango constituyen laboratorios naturales de procesos de movilización de fluidos y sedimentos que, de otro modo, serían inaccesibles para su estudio geológico. Debido a su trascendencia medioambiental y al riesgo geológico que éstos suponen para actividades antropogénicas, el estudio de los volcanes de fango tiende a su observación continua en el tiempo, mediante la instalación de estaciones de medición fijas en su superficie. Dichas estaciones permiten el



Fig. 5. Volcán de fango Lusi, Indonesia. Modificado de Mazzini et al. (2009).

estudio “in-situ” y a largo plazo de las erupciones. Un ejemplo de monitoreo de un volcán de fango es el laboratorio Esonet, la primera red de observatorios submarinos para el estudio de estas estructuras en el mundo (<http://www.oceanlab.abdn.ac.uk/research/esonet.php>). ●

Bibliografía

Delisle, G. (2005). *Mud volcanoes of Pakistan – an overview*. In: Martinelli, G., and Panahi, B. (eds.) *Mud volcanoes. Geodynamics and seismicity*, 159-169.

Kopf, A.J. y Berhmann, J.H. (2000). *Extrusion dynamics of mud volcanoes on the Mediterranean Ridge accretionary complex*. En: *Salt, shale and igneous diapirs in and around Europe*, Ed. B. Vendeville et al. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 174, 169-204.

Judd, A. y Hovland, M. (2007). *Seabed Fluid Flow. The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment*. Cambridge University Press. 475 pp.

Mazzini, A., Nermoena, A., Krotkiewski, M., Podladchikova, I., Planke, S. y Svensena, H. (2009). *Strike-slip faulting as a trigger mechanism for overpressure release through piercement structures. Implications for the Lusi mud volcano, Indonesia*. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1751–1765. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.03.001

Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L.M, Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., León, R., Ivanov, M., Magalhaes, V., Díaz-del-Río, V. y Vegas, R. (2009). *Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz*. *Marine Geology*, 261, 48-63. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.10.007

Pérez-García, C., C. Berndt, D. Klaeschen, J. Mienert, L. Haffert, D. Depreiter y M. Haeckel (2011), *Linked halokinesis and mud volcanism at the Mercator mud volcano, Gulf of Cadiz*. *J. Geophys. Res.*, 116, B05101, doi:10.1029/2010JB008061.

Tiniviella, U. y Giustiniani, M. (2012). *An Overview of Mud Volcanoes Associated to Gas Hydrate System*. En: *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems* (Ed. K. Németh). ISBN 978-953-51-0915-0, 265 p. doi: 10.5772/3390

<http://www.abc.net.au/news/2013-09-26/pakistan-earthquake-creates-new-island3a-why-and-how3f/4983214>

<http://news.nationalgeographic.com/news/2013/09/130925-gwadar-pakistan-island-mud-volcano-earthquake/>

Las espectaculares grietas de Puerto Lumbreras

JOAQUÍN MULAS DE LA PEÑA

Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Alenza, 1, 28003 Madrid. j.mulas@igme.es

La fotografía de portada del número 20.3 de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra muestra el aspecto de uno de los tramos de la zona de grietas alineadas de grandes dimensiones que apareció tras la retirada de las aguas de la inundación del 28 de septiembre de 2012 en la pedanía de Esparragal (Puerto Lumbreras, Murcia).

La sorprendente aparición de estas grietas hizo que el Ayuntamiento de esta localidad se pusiera en contacto con el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) para tratar de dilucidar las causas, consecuencias y posibles remedios al fenómeno que se había dado

Características de las grietas

La zona de grietas, la componen una serie de aberturas formadas en el terreno sin evidencias de tracción en el mismo, que afecta a varias fincas rurales, a ambos lados de la carretera local D11. Tienen aproximadamente una longitud de 660 m. La orientación media de la grieta principal es N 150-155E. En la zona norte cambia a dirección N115E en el ramal más corto y a N100E en el más largo para adquirir después E-W. Las grietas se han desarrollado en terrenos de superficie muy plana, con muy poca pendiente ($\sim 2^\circ$). Fruto del abancalamiento y allanamiento, el aspecto que presenta la zona es de distintos planos escalonados (menor cota hacia el E) entre las distintas fincas dedicadas a labores agrícolas o urbanísticas (diseminado de viviendas). El tramo sur es el

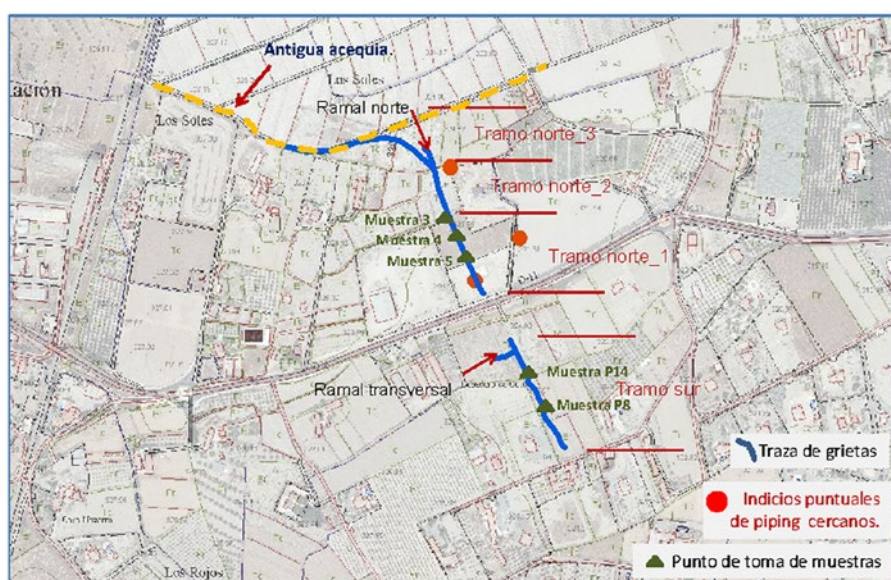


Fig. 1.- Situación de las grietas. Indicios puntuales de piping observados y puntos de toma de muestras.

que presenta las mayores cavidades y está emplazado en terrenos que parecen de barbecho y eriales, en muchos casos delimitados por caballones de tierra de distinto tamaño que actúan como separadores de lindes. Las dimensiones de las grietas en cada tramo son muy variadas, alcanzando profundidades máximas de 3,7 m y aperturas máximas de 2,7 m.

Las paredes de las grietas son, en general, de aspecto rugoso. Presentan paredes verticalizadas, desmoronamientos, sobre todo en el tramo sur, son muy frecuentes reconociéndose algunos puentes de tierra como vestigio de los conductos subterráneos desmoronados.

Las grietas se han desarrollado en las partes distales de abanicos aluviales recientes, del Cuaternario. Están constituidos por facies finas, limo-arcillosas, con algún canal de fondo y barras activas de rambla torrencial y con composición posiblemente más arenosa producto de las inundacio-

nes esporádicas, muchas de ellas de carácter catastrófico (algunos afloramientos se reconocen en los taludes de la carretera D11). El color que se aprecia es gris y gris algo más oscuro; en la zona sur los colores son más pardos; se aprecian abundantes restos de raíces.

Desde el punto de vista de su inundabilidad, las grietas se encuentran al norte de la zona de influencia de la Rambla de Nogalte y al sur de las Ramblas de Béjar y del Murciano. Se desconocen los aportes de agua subterránea y superficial a la zona de la grieta en las etapas antes, durante y después de la inundación.

Características del terreno

Los suelos, de naturaleza aluvial, están roturados posteriormente para su actividad agrícola o urbanística. Están compuestos por limos (68%-48%), arcillas (30%-12%) y arenas (entre el 40% y el 2%). Son del tipo ML por la USCS (Sistema Unificado de

Clasificación de Suelos), es decir, limos arcillosos con baja plasticidad ($IP < 9,2$) con contenido variable de arenas finas. Los valores de materia orgánica son muy bajos y el contenido en carbonatos $< 9\%$. En cuanto al contenido en sulfatos está entre el $0,2\%$ y el $0,03\%$ que indica un nivel bajo o muy bajo, por lo que se puede considerar que no es un condicionante muy favorecedor del proceso de erosión interna.

Las muestras ensayadas no son expansivas, presentan un índice de hinchamiento nulo o bajísimo. En cuanto a la mineralogía de la arcilla su contenido mayoritario de tipo Illita también nos indica una baja capacidad de hinchamiento. En el análisis del grado de colapsabilidad, según la densidad, se concluye que presenta valores muy bajos (valores muy por encima del umbral máximo $> 1,4 \text{ g/cm}^3$). Sin embargo, para analizar este aspecto es más fiable el potencial porcentual de colapso, I_{pc} . En cuatro de los cinco resultados obtenidos obtenemos un grado muy por debajo del umbral inferior ($< 0,25\%$), contrastando con el $1,33\%$ de la muestra P14 que podría considerarse de grado medio-alto.

Se ha comprobado que la erosión del suelo por dispersión está condicionada por el tipo de catión predominante en las partículas de arcilla del

suelo, siendo los suelos con mayor contenido en sodio los más dispersivos en comparación con los otros cationes como el calcio, magnesio y potasio. Dado que los suelos dispersivos no pueden ser identificados fácilmente mediante una clasificación visual o con ensayos habituales de clasificación geotécnica de suelos, hemos realizado ensayos geoquímicos (pH, SAR, ESP y test de Crumb) en las mismas muestras con el fin de tener una estimación aproximada de la susceptibilidad a la erosión interna por dispersión (son suelos con un importante contenido en finos).

Según los valores de pH medidos (entre $7,12$ y $8,68$), tenemos unos suelos en el límite entre neutros y alcalinos (básicos), lo que desde este parámetro los hace susceptibles a la erosión interna. Los valores de SAR (Ratio de Absorción de Sodio) están entre $8,8$ y $0,8$, teniendo en cuenta que estadísticamente para valores de SAR mayores de 5 estaríamos también en suelos muy susceptibles a la erosión interna. La muestra 3 sobrepasa este valor; la P8 está cerca y las demás tienen valores mucho menores. En cuanto al valor de ESP (Porcentaje de Sodio intercambiable) se ha calculado de dos maneras: en base al CIC (Capacidad de Intercambio Catiónico) y mediante suma de concentración de cationes.

Se han obtenido valores entre $14,4$ y $1,9$; la literatura científica especializada indica que valores por encima del 15% son muy susceptibles a la erosión interna por dispersión y por encima del 6% pueden ser dispersables. En nuestros resultados dos muestras son susceptibles y muy susceptibles (P8 y Muestra 3 respectivamente) y poco susceptibles las demás. Por el contrario, los resultados del test de Crumb señalan que no son dispersivas. Sin embargo esto no significa que no sea un suelo erosionable; la estadística también indica que muchos suelos dispersables responden no dispersivamente en este ensayo. No es concluyente para determinar las causas, por lo que una caracterización más detallada del proceso, requerirá de ensayos más fiables, como el Ensayo de Pinhole que nos permitiría una evaluación directa cualitativa de carácter empírica de la propensión de los suelos a la dispersión y a los procesos de erosión interna. Las evidencias han mostrado en este caso que este suelo se ha erosionado y, como tal, se han producido las grietas.

¿Cómo se han formado?

Se trata de un fenómeno con mecanismos de "piping", por horadación diferencial en el subsuelo, que se ha manifestado por la inundación extraordinaria del día $28/09/2012$. Se produjo el desmoronamiento en masa de los materiales suprayacentes a conductos subterráneos previos. El agua sería el agente desencadenante rápido del proceso que actúa de forma brusca.

Se cree que habría una zona de entrada de agua en la superficie del terreno próximo debido al agrietamiento por desecación y percolación. En el largo y caluroso estío los materiales se contraen y con las lluvias de tormenta o por inundación, las grietas se rellenan. Posteriormente, las arcillas podrían dispersarse y, si hay un gradiente hidráulico adecuado, movilizarse. Este mecanismo generaría un ensanchamiento que terminaría convirtiéndose en conductos subsuperficiales (pipes).

La expansividad es un factor que favorece el piping, pero en este caso

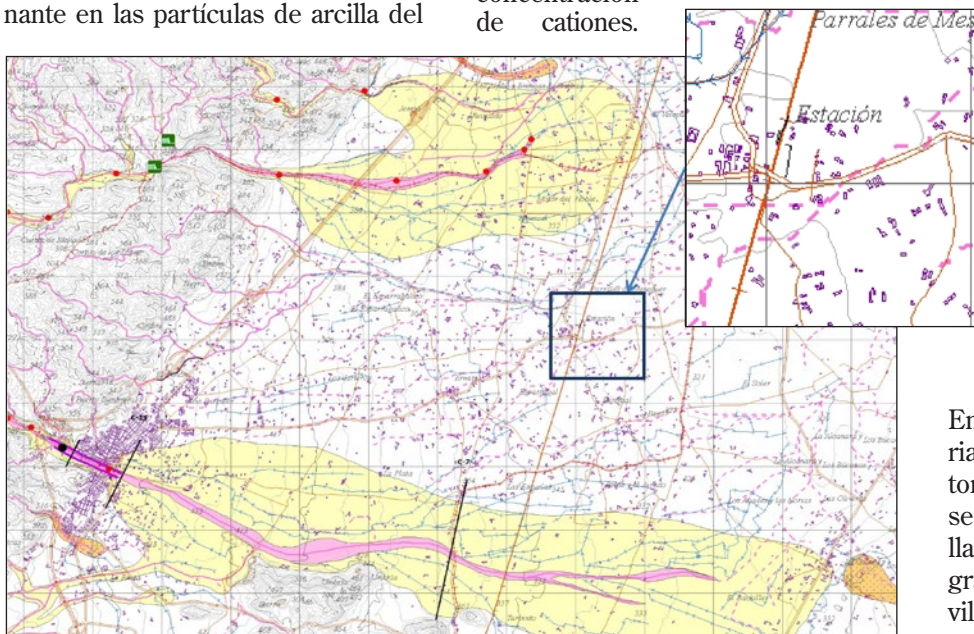


Fig. 2.- Situación de la zona de estudio en el Mapa de Peligrosidad de Inundaciones (IGME/CDSOT 2007). La zona se encuentra atravesada por una cauce seco (tramo de la carretera D11), considerado de flujo preferente de Peligrosidad Alta (inundaciones de periodo de retorno $T \leq 25$ años). El desorden total del sistema de ramblas actual, ha dado lugar a una inundación con una cobertura espacial mayor de la predicha. Actualmente se está estudiando por diversos especialistas de distintas instituciones y caracterizando esta importante avenida del $28/09/2012$ en esta parte de la CARM.



Fig. 3.- Vista de los huecos mayores producidos (tramo sur).

no se da. No se sabe en qué grado ha actuado la percolación o infiltración vertical previa en el terreno antes de la aparición de las grandes grietas de ahora y a qué velocidades lo ha hecho, ni el espacio del entorno donde se producen estos mecanismos. Tampoco se conoce la capacidad de transmisión hidráulica entre niveles subsuperficiales del suelo y la escorrentía de superficie. Se sabe que el grado de saturación del suelo favorece los procesos de piping.

Discusión

Un corte representativo del terreno en el lugar de la grietas estaría compuesto por tres niveles: (1) uno superior menos erosionable y donde se dan procesos de agrietamiento por desecación, percolación y arroyada superficial, (2) uno intermedio que tendría características más erosionables donde se construyen y desarrollan los conductos (pipes), y (3) uno basal, no erosionado e impermeable; creemos que este nivel estaría alrededor de los 4 metros, hay que tener en cuenta que el fondo es irregular por los materiales del desmoronamiento y colapso que tapan los huecos de los conductos iniciales.

No sabemos por qué se produjo en esa localización y orientación exacta, y por qué adquirió esa configuración. No se tienen datos para establecer si ha habido condicionantes geométricos previos al desarrollo de las grietas, como podría sugerir la linealidad

de la mayor parte de la zona donde aparecen. En investigaciones posteriores se podrán estudiar si estos son de naturaleza tectónica, sedimentaria, hidrodinámica, por subsidencia del terreno, antrópica (antiguas construcciones lineales enterradas, zanjas, acequias), etc. Por ejemplo en el tramo menos rectilíneo, que es el tramo norte_3, no sabemos si la configuración de la grieta se pueda deber a un contacto entre cuerpos de abanicos aluviales planos recientes, o está en relación con la disposición de la antigua acequia. La nueva cartografía geológica consultada muestra un contacto que coincide en parte con ese tramo de grietas.

El desarrollo de las grietas, no obstante, parece presuponer a la vista de los ensayos, que se producen en materiales con abundancia mayoritaria de finos, sobre todo limos (siempre más del 50%) y arena fina de contenido muy variable que puede llegar al 40%, en donde existen conductos subsuperficiales previos debidos al piping. En la erosión interna cabe pensar que hay variabilidad en cuanto a la participación del factor dispersivo actuante en los niveles propicios subsuperficiales y la que ha marcado todo el proceso de agrietamiento del terreno.

Las grandes dimensiones y la localización de la grieta probablemente están relacionadas con la distribución de horizontes de material más erosio-



Fig. 4.- Vista de unos de los puentes de tierra, en el hueco producido por el desmoronamiento del terreno por encima, como vestigio del conducto subsuperficial que existía (tramo sur).

nable en la columna de suelo. Esto nos hace pensar que en los mecanismos de erosión la dispersión actuaría de forma desigual. Una investigación más exhaustiva podrá dilucidar este tema en lo que se refiere a su dimensión espacial (extensión y profundidad del fenómeno).

Una de las conclusiones es que los informes geotécnicos deberían incluir en el futuro un análisis de la susceptibilidad a la erosión interna por piping, por las implicaciones que podrían tener en las construcciones. ●



Fig. 5.- Vista del tramo norte_2 (tramos tapados posteriormente) y tramo norte_3. (Foto cedida por el Ayuntamiento de Puerto Lumbreras).